

热带内外地区环流季内变化的 相互作用特征

II. 数值试验研究

余 斌 黄荣辉

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 在本研究第 I 部分工作的基础上, 本文建立了一个二层非线性动力学谱模式, 并对它实施了一组数值试验, 进而从数值试验角度探讨了季内低频域中的环流、热带对流以及低频波流之间的相互作用特征。模式大气结果进一步证实了我们在本研究第 I 部分中提出的结论: 热带地区低频热力作用对于热带内外地区环流间的相互影响起重要的衔接作用。

关键词 热带内外地区 季内低频域 热力作用 数值试验

1 引言

在本研究第 I 部分中^[1], 我们从诊断分析的角度出发研究指出: 季内低频域中热带内外地区大气间可以通过环流型产生强的相互作用, 且热带地区积云对流活动是联系这种相互作用的一种重要的衔接因子。热带地区积云对流强度的变异可以引起季内热带内外地区相互作用强度上的差异, 进而导致热带外波流间相互作用的变化, 并造成 30~60 d 低频波能聚集上的差别。为了进一步检验上述诊断分析结果, 模式试验研究是必要的。

由于形成热带内外地区低频特征的主要作用因子是热带地区的热力作用以及热带外的非线性作用^[2]。因此, 在考虑这两者共同影响的模式中, 重要的季内低频特征应该能反应出来。基于这种思想, 本文首先建立了一个简单的非线性谱模式; 进一步, 对它实施了一组试验, 并对数值试验结果作初步讨论, 目的是研究模式大气中热带地区热力强度的差异对于热带内外地区低频系统演变以及对热带内外地区大气间相互作用的影响。以期进一步验证我们在第 I 部分中提出的热带地区热力作用对于季内低频热带内外地区相互作用的重要性之结果。

2 一个非线性谱模式的建立

2.1 模式方程组

在球面上, 大气运动方程以涡度、散度、位温等形式表示可以写成

1995-01-27 收到, 1995-03-27 收到修改稿

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\nabla \cdot (\xi + f)\vec{V} + \vec{k} \cdot \nabla \times \left(\omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} + \vec{F} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \vec{k} \cdot \nabla \times (\xi + f)\vec{V} - \nabla \cdot \left(\omega \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} + \vec{F} \right) - \nabla^2 \left(\Phi + \frac{\vec{V} \cdot \vec{V}}{2} \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot (\theta \vec{V}) - \frac{\partial}{\partial p} (\omega \theta) + \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \frac{Q}{c_p}, \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \vec{V} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{R\theta}{p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (5)$$

将大气简单分成如图 1 的两层, 并取上、下边条件为

$$\begin{array}{l} 0 \text{ --- } \omega = 0 \\ 1 \text{ --- } \xi, D, \theta, \vec{V}, \Phi, \omega \text{ --- } 250 \text{ hPa} \\ 2 \text{ --- } 500 \text{ hPa} \\ 3 \text{ --- } 750 \text{ hPa} \\ 4 \text{ --- } \omega = 0 \text{ --- } 1000 \text{ hPa} \end{array} \quad \omega = 0, \quad p = \begin{cases} 0 \\ 1000 \text{ hPa} \end{cases} \quad (6)$$

定义

$$\begin{cases} \bar{x} = \frac{1}{2}(x_1 + x_3), \\ \hat{x} = \frac{1}{2}(x_1 - x_3). \end{cases} \quad (7)$$

图 1 模式垂直分层示意图

$$\begin{cases} U = u \cos \varphi, \\ V = v \cos \varphi. \end{cases} \quad (8)$$

$$\begin{cases} L(g, h) = \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left[\frac{\partial g}{\partial \lambda} + \cos^2 \varphi \frac{\partial h}{\partial \varphi} \right] = \frac{1}{a(1-\mu^2)} \left[\frac{\partial g}{\partial \lambda} + (1-\mu^2) \frac{\partial h}{\partial \mu} \right], \\ \mu = \sin \varphi, \end{cases} \quad (9)$$

式中 a 为地球半径, λ 、 φ 分别为经、纬度。

于是变换(1)~(5)式, 同时以参数化的形式处理摩擦力项, 并在涡度、散度方程中引入水平扩散项, 在热力学方程中考虑牛顿冷却项, 可推得如下一组方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} = & -L[(\bar{\xi} + f)\bar{U} + \hat{\xi}\hat{U}, (\bar{\xi} + f)\bar{V} + \hat{\xi}\hat{V}] - L(\hat{V}\hat{D}, -\hat{U}\hat{D}) \\ & - C_d(\bar{\xi} - \hat{\xi}) + K_d \left(\nabla^2 \bar{\xi} + \frac{2\bar{\xi}}{a^2} \right), \end{aligned} \quad (10)$$

$$\frac{\partial \hat{\xi}}{\partial t} = -L[(\bar{\xi} + f)\hat{U} + \bar{\xi}\bar{U}, (\bar{\xi} + f)\hat{V} + \bar{\xi}\bar{V}] - C_d(\hat{\xi} - \bar{\xi}) + K_d \left(\nabla^2 \hat{\xi} + \frac{2\hat{\xi}}{a^2} \right), \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \hat{D}}{\partial t} = & L[(\bar{\xi} + f)\hat{V} + \bar{\xi}\bar{V}, -(\bar{\xi} + f)\hat{U} - \bar{\xi}\bar{U}] - c_p B \nabla^2 \bar{\theta} \\ & - \nabla^2 \left(\frac{\bar{U}\hat{U} + \bar{V}\hat{V}}{1-\mu^2} \right) - C_d \hat{D} + K_d \left(\nabla^2 \hat{D} + \frac{2\hat{D}}{a^2} \right), \end{aligned} \quad (12)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -L[(\bar{U}\bar{\theta} + \hat{U}\hat{\theta}'), (\bar{V}\bar{\theta} + \hat{V}\hat{\theta}')] - \hat{\theta}_0 \hat{D} + \alpha(\bar{\theta}_e - \bar{\theta}) + K_d \nabla^2 \bar{\theta}, \quad (13)$$

$$\frac{\partial \hat{\theta}}{\partial t} = -L[(\bar{U}\hat{\theta} + \hat{U}\bar{\theta}'), (\bar{V}\hat{\theta} + \hat{V}\bar{\theta}')] + \bar{\theta}' \hat{D} + \alpha(\hat{\theta}_e - \hat{\theta}) + K_d \nabla^2 \hat{\theta}, \quad (14)$$

其中 $\theta = \theta_0 + \theta'$, θ_0 为全球平均位温; $B = -\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}} = 0.124$, K_d 为扩散系数, 取 $K_d = 2.5 \times 10^5 \text{ m s}^{-1}$; α 为牛顿冷却系数, 取值 $(10 \text{ d})^{-1}$; C_d 为表面拖曳系数, 取 $(15 \text{ d})^{-1}$. $\bar{\theta}_e$ 、 $\hat{\theta}_e$ 的取法类似 Hendon 等^[3], 为

$$\begin{cases} \bar{\theta}_e = C_1 + C_2 \cos 2\varphi, & \begin{cases} C_1 = 300 \text{ K}, & C_2 = 35 \text{ K}, & \varphi > 0 \\ C_1 = 310 \text{ K}, & C_2 = 25 \text{ K}, & \varphi < 0 \end{cases} \\ \hat{\theta}_e = 15 \text{ K}, & -\frac{\pi}{2} \leq \varphi \leq \frac{\pi}{2} \end{cases} \quad (15)$$

对方程组(10)~(14)选取球谐函数作展开, 便得到如下的谱系数方程组:

$$\frac{\partial \bar{\xi}_n^m}{\partial t} = A_n^m - C_d(\bar{\xi}_n^m - \hat{\xi}_n^m) + K_d \left[\frac{2-n(n+1)}{a^2} \right] \bar{\xi}_n^m, \quad (16)$$

$$\frac{\partial \hat{\xi}_n^m}{\partial t} = B_n^m - C_d(\hat{\xi}_n^m - \bar{\xi}_n^m) + K_d \left[\frac{2-n(n+1)}{a^2} \right] \hat{\xi}_n^m, \quad (17)$$

$$\frac{\partial \hat{D}_n^m}{\partial t} = C_n^m + \frac{c_p B n(n+1)}{a^2} \bar{\theta}_n^m - C_d \hat{D}_n^m + K_d \left[\frac{2-n(n+1)}{a^2} \right] \hat{D}_n^m, \quad (18)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}_n^m}{\partial t} = D_n^m - \hat{\theta}_0 \hat{D}_n^m + \alpha(\bar{\theta}_{e_n}^m - \bar{\theta}_n^m) - \frac{K_d n(n+1)}{a^2} \bar{\theta}_n^m, \quad (19)$$

$$\frac{\partial \hat{\theta}_n^m}{\partial t} = E_n^m + \alpha(\hat{\theta}_{e_n}^m - \hat{\theta}_n^m) - \frac{K_d n(n+1)}{a^2} \hat{\theta}_n^m, \quad (20)$$

其中非线性项的表达式为

$$\begin{aligned} A_n^m = & -\frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left\{ \frac{im}{a(1-\mu^2)} [(\bar{\xi}\bar{U} + \hat{\xi}\hat{U} + \hat{V}\hat{D}) + \bar{f}\bar{U}]_m P_n^m(\mu) \right. \\ & \left. - \frac{1}{a} [(\bar{\xi}\bar{V} + \hat{\xi}\hat{V} - \hat{U}\hat{D}) + \bar{f}\bar{V}]_m \frac{\partial P_n^m}{\partial \mu} \right\} d\mu, \end{aligned} \quad (21)$$

$$\begin{aligned} B_n^m = & -\frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left\{ \frac{im}{a(1-\mu^2)} [(\bar{\xi}\hat{U} + \hat{\xi}\bar{U}) + \bar{f}\hat{V}]_m P_n^m(\mu) \right. \\ & \left. - \frac{1}{a} [(\bar{\xi}\hat{V} + \hat{\xi}\bar{V}) + \bar{f}\hat{U}]_m \frac{\partial P_n^m}{\partial \mu} \right\} d\mu, \end{aligned} \quad (22)$$

$$\begin{aligned} C_n^m = & -\frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left\{ \frac{im}{a(1-\mu^2)} [(\bar{\xi}\hat{V} + \hat{\xi}\bar{V}) + \bar{f}\hat{U}]_m P_n^m(\mu) \right. \\ & \left. + \frac{1}{a} [(\bar{\xi}\hat{U} + \hat{\xi}\bar{U}) + \bar{f}\hat{V}]_m \frac{\partial P_n^m}{\partial \mu} + \frac{n(n+1)}{a^2(1-\mu^2)} (\bar{U}\hat{U} + \bar{V}\hat{V})_m P_n^m(\mu) \right\} d\mu. \end{aligned} \quad (23)$$

$$D_n^m = -\frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left[\frac{im}{a(1-\mu^2)} (\bar{U}\bar{\theta} + \hat{U}\hat{\theta}')_m P_n^m(\mu) - \frac{1}{a} (\bar{V}\bar{\theta} + \hat{V}\hat{\theta}')_m \frac{\partial P_n^m}{\partial \mu} \right] d\mu, \quad (24)$$

$$E_n^m = -\frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left[\frac{im}{a(1-\mu^2)} (\bar{U}\bar{\theta} + \hat{U}\hat{\theta}')_m P_n^m(\mu) - \frac{1}{a} (\bar{V}\bar{\theta} + \hat{V}\hat{\theta}')_m \frac{\partial P_n^m}{\partial \mu} - (\bar{\theta}'\hat{D})_m P_n^m \right] d\mu, \quad (25)$$

方程组中 m 为纬向波数, n 为全波数。考虑到下文我们研究的问题将涉及热带内外不同纬度地区; 同时, 注意到谱截段中的三角形截断法所得到的分辨率在整个球面上是均匀的, 因此, 采用三角形截断法求解上述谱系数方程组, 截断波数取 21。

2.2 模式计算方案

模式采用稳定的欧拉向后差格式起步, 随后以半隐式格式作时间积分。同时, 方程组中线性项取隐式, 非线性项以谱变换法求值。此外, 为了改善模式解的质量和增加数值积分的稳定性, 在对模式方程组的求解过程中, 对各变量场进行了时间平滑和空间上的水平扩散处理。

模式取静止态初始场。同时, 位温取

$$\begin{cases} \bar{\theta} = \frac{1}{s} \int_s \bar{\theta}_e ds \\ \hat{\theta} = \hat{\theta}_e \end{cases} \quad (26)$$

其中 s 为全球球面积。注意到式(15)关于 $\bar{\theta}_e$ 及 $\hat{\theta}_e$ 的定义法, 由于 $\bar{\theta}_e$ 和 $\hat{\theta}_e$ 在积分过程中保持不变, 而 $\bar{\theta}$ 和 $\hat{\theta}$ 初始值分别取 $\bar{\theta}_e$ 和 $\hat{\theta}_e$ 的全球平均, 这就意味着初始时刻在低纬度 ($\bar{\theta}_e - \bar{\theta} > 0$), 高纬度 ($\bar{\theta}_e - \bar{\theta} < 0$), 表示低纬加热、高纬冷却, 类似于地球上冬季的实况辐射加热分布。另外, 模式积分中 $\bar{\theta}_e$ 以 15 d 的形式缓慢引入。模式各试验均积分 200 d, 并分析后 180 d 试验结果。

2.3 模式基础试验

在文献[4]中, 我们对上述模式进行了基础试验研究。图 2 是对模式大气候平均态的诊断结果以及实况对照图。

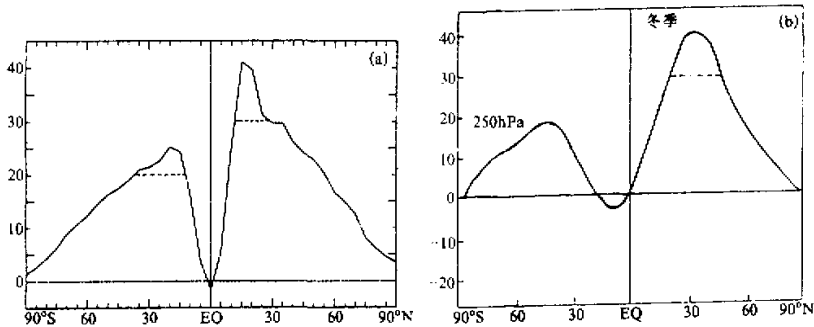


图 2 冬季带状平均的对流层上层纬向风随纬度分布
(a) 模式积分 180 d 平均; (b) 气候平均实况 (引自文献[5])

图中数值单位为 m s^{-1}

由图可见,此模式基本上模拟出了实况大气中存在的南北半球的急流带(如图中断线所示范围)以及赤道地区的东风带。模式结果主要缺陷在于:两半球急流中心的位置均偏向低纬度,这可能与模式过于简单,且对 θ_0 分布的考虑不甚确切有关^[6]。鉴于此,在下文的数值试验结果分析中,研究北半球急流的变化时,我们就以15°N作为热带外的急流中心所处的纬度带。

总的来看,模式大气还是反映了实况大气的最重要特征。

3 数值试验方案

热带地区热力作用的主要表现形式是存在于该地区的积云对流。近年来的许多研究^[7,8]都强调了这种对流变化所具有的两个重要特征:(1)30~60 d低频振荡特性;(2)在水平面上呈偶极型分布。因此,我们可以设计如下形式的热力项来近似表示热带地区的热力作用。

取

$$Q = Q_0 \sin \frac{2\pi t}{44}, \quad (t \text{ 以 d 为单位}) \tag{27}$$

而

$$Q_0 = \begin{cases} 1.0e^{-6} \times \left[\sin \frac{\pi(\varphi - \varphi_1)}{(\varphi_2 - \varphi_1)} \cdot \sin \frac{\pi(\lambda - \lambda_1)}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \right]^2, & (\varphi_1 < \varphi < \varphi_2, \lambda_1 < \lambda < \lambda_2) \\ 0, & (\text{其他地区}) \end{cases} \tag{28}$$

正如引言中所述,本文将主要通过改变热力强度来探讨我们所提出的问题。因此,由改变 Q 的取值,设计如下一组试验(表1)。

表1 数值试验方案一览表

序号	试验名称	异常结果名称	Q_0 取法
1	CTRN		0
2	E106	A106 (E106-CTRN)	$\begin{cases} 1.0e^{-6} \times \left[\sin \frac{\pi(\varphi - \varphi_1)}{(\varphi_2 - \varphi_1)} \cdot \sin \frac{\pi(\lambda - \lambda_1)}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \right]^2, & (\varphi_1 < \varphi < \varphi_2, \lambda_1 < \lambda < \lambda_2) \\ 0, & (\text{其他地区}) \end{cases}$
3	E112	A112 (E112-CTRN)	$\begin{cases} 2.0e^{-6} \times \left[\sin \frac{\pi(\varphi - \varphi_1)}{(\varphi_2 - \varphi_1)} \cdot \sin \frac{\pi(\lambda - \lambda_1)}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \right]^2, & (\varphi_1 < \varphi < \varphi_2, \lambda_1 < \lambda < \lambda_2) \\ 0, & (\text{其他地区}) \end{cases}$

注:其中取 $\lambda_1 = 90^\circ\text{E}$ 、 $\lambda_2 = 150^\circ\text{E}$ 、 $\varphi_1 = 7.5^\circ\text{S}$ 、 $\varphi_2 = 7.5^\circ\text{N}$

4 模式大气中热带内外地区低频系统演变特征

在本研究第I部分中,通过讨论季内低频热带内外地区间的相互作用过程,我们已指出季内斜压环流型下热带内外地区相互作用的主要特征,同时提出了中纬度地区30~60 d低频扰动动能强中心形成的一种理论模型。本节的目的就是通过数值试验的方法进一步验证上述诊断分析研究所得到的结果。

4.1 模式大气中热带外地区 30~60 d 低频扰动动能演变

分析模式大气对流层上层 30~60 d 低频扰动动能 (E_k) 演变发现, 全球低频动能最强中心及变化最剧烈的区域主要出现在西风急流所处的纬度带 (15°N)。

图 3 描述 A106 试验振荡热源随时间变化, 以及位居振荡源下游 10 度左右的中纬度 (指 15°N) 地区 E_k 演变 (图 3b) 和中纬度 30~60 d 低频扰动动能变化最显著区域 E_k 演变 (图 3c)。在图 3b、c 中, 去掉 E_k 前后 20 d 的积分结果是考虑了滤波对时间段首末结果的虚假影响。由图可见: (1) E_k 存在明显的 20 d 左右的变化周期。这是一个很自然的现象, 因为 E_k 是由 30~60 d 滤波后的经、纬向风速的平方和求得; (2) 中纬 E_k 极大值基本上都出现在热带地区振荡源达最强 (或弱) 之后 5~9 d 内。

图 4 是 A112 试验对应结果。上述 E_k 演变特征在这里也存在。两个试验结果的主要差异是: A112 试验中中纬 E_k 明显强于 A106 试验。如 129°E 处 A112 中模式积分第 64 d 和第 102 d 分别是两个 E_k 达极大值时刻, E_k 值各为 $101 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 和 $40.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; 而对应的 A106 试验同期的两个 E_k 极大值是模式积分第 60 d, E_k 值为 $55.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 和第 105 d, 值 $25.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 。对于中纬度低频扰动动能变化最显著区 (对应两个图 3 和图 4 中的 (c)), 上述结论仍然正确。这表明热带地区振荡型热源强度的变化可以影响中纬度 30~60 d 低频扰动动能的强度, 且两者间有较好的强度对应关系。

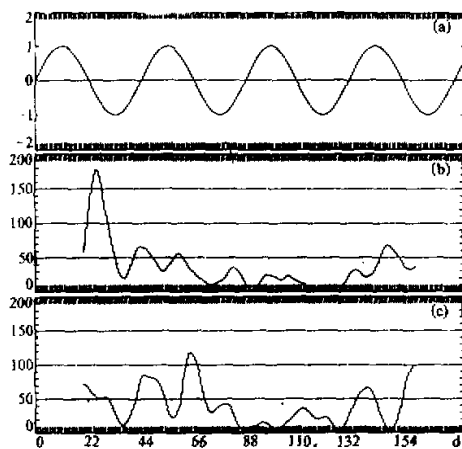


图 3 A106 试验

(a) 热源时变示意图; (b) 250 hPa 上 (15°N , 129°E) 处低频扰动动能演变; (c) 250 hPa 上 (15°N , 158°E) 处低频扰动动能演变, (b), (c) 图上的数值单位 $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$

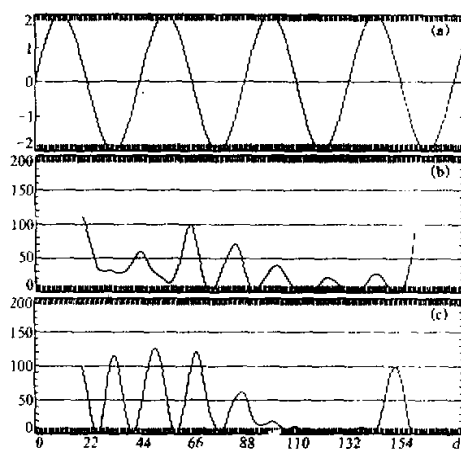


图 4 类似图 3, 但为 A112 试验

(b), (c) 分别是 (15°N , 129°E) 和 (15°N , 191°E) 处的结果

4.2 模式大气中经向环流演变分析

表 2 是依本研究第 I 部分对 I_H 的定义计算出的两个试验模式大气结果, 对每一试验这里均给出两个时段结果, 所取的位置 (107°E 或 101°E) 分别是对应时段 I_H 变化最显著所在处的经度。

表 2 模式大气 I_H 强度 (单位 m s^{-1})

试 验		A106									A112								
时段 (经度)		1 (107°E)				2 (101°E)					1 (107°E)				2 (101°E)				
模式日	纬度	54	55	56	57	98	99	100	101	54	55	56	57	97	98	99	100		
19		0.1	3.3	-0.8	-1.2	-0.7	1.1	-1.6	-2.3	1.8	2.4	0.8	-2.8	-0.6	1.4	3.6	0.9		
14		5.9	8.1	8.9	4.5	0.4	1.0	1.4	1.5	3.0	5.3	5.9	-0.8	0.8	4.6	10.9	5.4		
8		4.3	5.1	8.0	8.1	0.9	1.6	4.3	2.5	5.2	7.9	9.4	3.6	3.7	5.8	11.9	6.9		
2		-1.5	-3.1	0.9	-1.7	0.9	1.8	5.2	3.5	-1.4	0.7	1.3	0.8	-0.9	0.3	1.5	-0.4		
-2		-5.1	-6.2	-1.7	-3.6	1.0	0.6	0.5	-1.5	-0.5	-2.0	-1.7	-0.7	-2.3	-0.4	-3.1	-5.3		

由表 2 可见, 在两个异常试验对应的第一时段, I_H 达最强时刻均在模式积分第 56 d; 而第二时段的模式积分第 100 d 和第 99 d 分别是 I_H 达最强的时刻。最强 I_H 值出现的时刻均较上面指出的 E_k 达最强时刻要早数日。

比较两个试验结果还可看到: 平均而言, A112 试验中 I_H 强度强于 A106 试验, 表明加强热带地区的热力作用可以加强东亚地区经向环流的强度。

模式大气中经向环流的这种分布也决定了中纬度西风急流的变化。

4.3 模式大气东亚中纬地区西风急流分布

联系对经向环流的讨论, 这里也分两个时段分别比较 A106 和 A112 试验东亚中纬度地区西风急流演变。

在第一时段 (模式积分第 57~62 d), A106 试验东亚中纬度地区西风变化如图 5。由图可见, 这一地区纬向存在两个西风极大值区, 分别在 110°E 和 130°E 附近。追踪

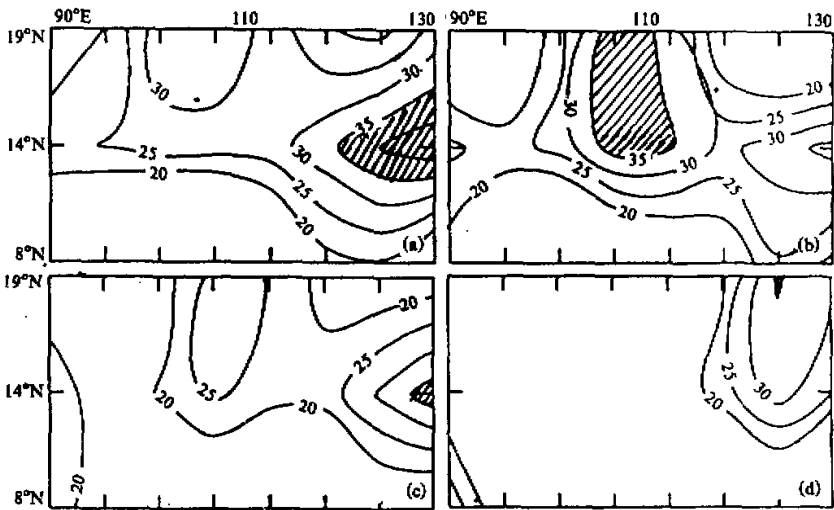


图 5 A106 试验东亚中纬地区 250 hPa 纬向风演变

(a) Day 057; (b) Day 058; (c) Day 059; (d) Day 061

数值单位 m s^{-1}

110°E 西风中心演变发现, 它在模式积分第 58 d 达最强, 值为 36.3 m s^{-1} , 随后开始减弱。这一中心达极大值的日期出现在上面指出的该地区最强经向环流出现之后 2 d。

图 6 是 A112 试验结果。其基本变化趋势与 A106 试验结果类似。差异是: A112 试验中中纬度西风急流中心位置随时间变化而在 110~130°E 间摆动, 15°N 上最强急流出现在模式积分第 60 d, 中心值为 45.1 m s^{-1} , 它较 A106 试验同期该地区最强急流中心的数值要大。联系上面的讨论, 很清楚: 热带地区振荡型热源强度的加强的确可以造成这一地域经向环流的加强, 进而引起中纬度西风急流的加强。

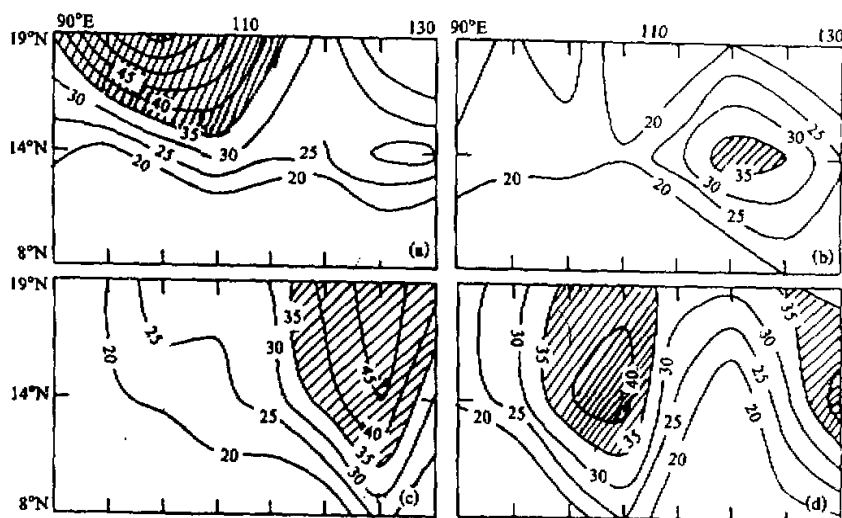


图 6 A112 试验东亚中纬地区 250hPa 纬向风演变
(a) Day 057; (b) Day 058; (c) Day 060; (d) Day 061
数值单位 m s^{-1}

A106 和 A112 试验中纬地区西风急流的上述演变特征在第二时段 (模式积分第 98~110 d) 也明显存在 (图略) [4]。

4.4 模式大气中低频波能与纬向非对称基流正压不稳定

依本研究第 1 部分的计算方法, 下面分析上述两个时段以各试验中中纬度地区 30~60 d 低频扰动动能达最强值为中心的前后 11 d 平均纬向基流与低频波能间的能量转换关系。

图 7、图 8 分别是第一时段 A106 和 A112 试验 ($C_{kx} + C_{ky}$) 结果。由图 7 可见, 在 A106 试验中 110~130°E 多为 ($C_{kx} + C_{ky}$) 正值区。同时, 这种正值的出现依赖于与时间平均气流的纬向非均匀性及经向切变有关的两种能量交换形式 [4], 且这一能量转换正值区正好落在上面指出的东亚急流和强 30~60 d 低频扰动动能区之间。在本研究第 1 部分中我们已指出, 正的能量转换 ($C_{kx} + C_{ky}$) 区表示的是低频扰动从基流得到能量, 使得该处处于正压不稳定的增长状态。因此上述模式结果也表明, 正是靠这种波流间的作用使得基流向低频波动传递能量, 进而在东亚急流下游出现强的 30~60 d

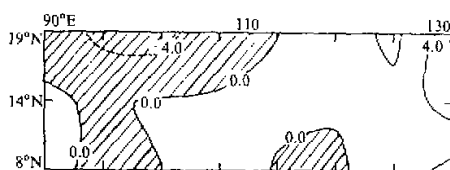


图 7 A106 试验 250 hPa 波流间

转换的第一时段结果

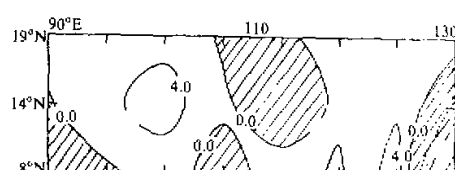
数值单位: $\times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ 

图 8 类似图 7, 但为 A112 试验

低频扰动动能 E_k 中心。

图 8 给出了 A112 的试验结果, $(C_{kx} + C_{ky})$ 量值在 $110 \sim 130^\circ\text{E}$ 地区强于 A106 试验, 且它也是由较强的 C_{kx} 同 C_{ky} 共同作用产生的。这又说明了热带地区强的振荡型热力作用的确有利于中纬度基流向低频波动传递能量, 进而形成较强 E_k 中心。

上述两个试验的第二时段结果与第一时段结果相似^[4], 特别是 A112 与 A106 试验中 $(C_{kx} + C_{ky})$ 强度上的差值更显突出。

综合上述几方面的讨论, 又注意到 Lim 等^[9]对东亚地区冬季风期间的数值研究已指出, 强东北冬季风作用可以加强冬季风期间低纬地区的对流活动。这些数值试验结果进一步验证了我们在本研究第 I 部分中提出的热带内外地区季内斜压环流型下相互作用的理论模型: 强(弱)东北冬季风 \rightarrow 强(弱)热带地区热力作用 \rightarrow 强(弱)东亚经向环流 \rightarrow 强(弱)东亚急流 \rightarrow 强(弱)中纬波流间相互作用 \rightarrow 中纬强(弱) $30 \sim 60 \text{ d}$ 低频扰动动能聚集区的出现。

5 总结与讨论

本文建立了一个简单的非线性动力学谱模式, 进而讨论了模式大气中季内热带内外地区环流间相互作用的一些重要特征。模式试验结果进一步强调了热带地区低频热力作用对于热带内外地区环流间的季内相互影响可以产生重要作用的结果。同时, 数值试验研究也验证了我们在本研究第 I 部分中提出的中纬度地区 $30 \sim 60 \text{ d}$ 低频扰动动能极值中心出现的一种理论模型。

上述研究已初步显示出低频对流强迫强度上的变异对于季内热带内外地区低频系统的形成及其演变所起的重要作用。因此, 在模式中进一步考虑类似实况存在的偶极型对流情况, 进而使用类似实况(主要是三波型)的对流强迫的研究也是需要的。此外, 本文中采用的是低频振荡型异常热源, 进一步还可以使用类似 Lau 等^[10]积云对流参数化方案进行数值研究, 这对于揭示 CISK 反馈机制在季内热带内外地区相互作用中的重要影响无疑也是有意义的。

由于我们的模式对于对流层低层的模拟效果不如高层, 故对研究时段中季风环流的演变特征尚无法进行更详细的讨论, 因此, 使用较完善的 GCM 对上述结果作进一步的验证也是必要的。

致谢: 本文作者之一(余斌)对陶诗言院士、李崇银教授、吴国雄教授给予的热情关心及指教深表谢意。

参 考 文 献

- 1 余斌、黄荣辉, 1996, 热带内外地区环流季内变化的相互作用特征 I. 诊断分析研究, 大气科学, 20, No.3, 257~268.
- 2 李崇银, 1991, 大气低频振荡, 207pp, 北京, 气象出版社.
- 3 Hendon, H. H. and D. L. Hartmann, 1985, Variability in a nonlinear model of the atmosphere with zonally symmetric forcing, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2783~2797.
- 4 余斌, 1993, 季内时间尺度下热带内外地区相互作用研究, 中国科学院大气物理研究所博士论文.
- 5 Hoskins, B. J. and R. Pearce et al., 1983, *Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, Academic Press.
- 6 Wu G. X. and A. A. White, 1986, A further study of the surface zonal flow predicted by an eddy flux parametrization scheme, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **112**, 1041~1056.
- 7 Lau, K. M. and P. H. Chan, 1985, Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889~1909.
- 8 Zhu Baozhen and B. Wang, 1993, The 30-60 day convective seesaw between the tropical Indian and western Pacific Oceans, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 184~199.
- 9 Lim, H. and C. P. Chang, 1983, Dynamics of teleconnections and walker circulations forced by equatorial heating, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1897~1915.
- 10 Lau, K. M. and L. Peng, 1987, Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere, Part I: basic theory, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 950~972.

Intraseasonal Interaction Characteristics of the Tropical and Extratropical Circulations, Part II: Numerical Experiment Study

Yu Bin and Huang Ronghui

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract On the basis of observational study in Part I of this work, a two-layer nonlinear spectral primitive equations' model is developed in this paper. By use of this model, a group of numerical experiments is designed, and thus the intraseasonal interaction characteristics among the monsoon circulation, the tropical convection and the low frequency wave-mean flow effect are studied. The numerical experiment study once again confirms the main result, the tropical heating effect is an important junction factor to the course of tropical-extratropical interaction on intraseasonal time scale, which was pointed out in Part I of this study.

Key words tropical-extratropical zones intraseasonal low frequency domain heating effect numerical experiment